

Г. Д. Афанасьев об.  
Багдасарян Г. П. и др.  
- 63

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
Серия геологическая

1963, № 11

УДК 550.93

Г. Д. АФАНАСЬЕВ, Г. П. БАГДАСАРЯН, М. А. ГАРРИС,  
И. Х. ХАМРАБАЕВ

**МАТЕРИАЛЫ К ОБОСНОВАНИЮ ВОЗРАСТА РУБЕЖЕЙ  
МЕЖДУ НЕКОТОРЫМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ  
И ЭПОХАМИ**

Созданная в 1960 г. геохронологическая шкала с самого начала нуждалась в уточнении возраста границ между отдельными геологическими системами и в большей детализации шкалы в целом.

Шкала 1960 г. основывалась на данных о возрасте 58 точек для последокембрийского отрезка геологической истории Земли. При этом многие опорные точки не были заключены в достаточно узкие, геологически обоснованные возрастные пределы. Часть точек вообще характеризовала только нижнюю возрастную границу. Все это приводило к необходимости интерполировать возрасты геологических рубежей, причем в ряде случаев интерполяция основывалась на субъективных представлениях отдельных авторов.

Во всех геохронометрических лабораториях мира накопилось уже большое количество измерений К—Аг-возраста, но так как в разных странах приняты для расчетных формул различные константы распада, то цифры для массового потребителя—геолога трудно сопоставимы.

Поэтому приводимые ниже цифры даются в двух вариантах: 1) основанных на константах, употребляемых в лабораториях СССР, и 2) — в лабораториях США.

Несомненно, настало время для унификации констант распада, и этим необходимо, видимо, заняться международной геологической организацией.

Следует сказать, что материал по параллельным определениям К—Аг-, с одной стороны, и Rb—Sr- и U—Pb-методами, с другой, показывает, что Rb—Sr- и U—Pb-цифры в ряде случаев больше сопоставимы с цифрами К—Аг-метода, если последние рассчитаны из значеный констант, принятых в Советском Союзе ( $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>;  $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>).

**ОПОРНЫЕ ТОЧКИ КАИНОЗОЯ.  
ГРАНИЦА ПЛИОЦЕН — ПЛЕЙСТОЦЕН**

В лаборатории ИГЕМ АН СССР были продолжены исследования молодых магматических образований Кавказа. При этом благодаря применению некоторых методических усовершенствований были получены цифры в 2—3 млн. лет, характеризующие следующие изверженные породы.

а) Интрузия порфировидных гранитов Тырнауз прорывает юрские отложения. Восточнее на продолжение этой зоны гранит-порфиры

Джингу-су внедряются в игнимбриты и лавы Верхне-Чегемского лавового плато.

б) В Нальчикском районе игнимбриты и туфы перекрывают отложения апшеронского яруса и прорваны экструзиями риолитов жерловой фации.

Таблица 1

Аналитические данные (ИГЕМ АН СССР)

№ пп	Минерал, порода	K, %	Ar <sup>40</sup> , Нмм <sup>2</sup> /г	Возраст, млн. лет
1	K-Na полевой шпат эльджуртинских гранитов Тырныауза	2,67	0,00031	3,5±0,5
1а	Биотит из эльджуртинских гранитов	4,42	0,00030	2,5±0,5
2	Биотит из экструзивных туфов р. Каменки ( Винт)	6,39	0,00081	3,7±0,6
3	Риолит экструзии в Заюково, р. Баксан	3,72	0,00048	3,2±0,5

### ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

В качестве реперных точек третичной системы могут быть использованы эффузивы и глаукониты, хорошо геологически датированные.

Сармат. Образец липаритового перлита из Затышиянского карьера горы Ардо в северной части г. Берегово Закарпатской обл. (обр.

Таблица 2

Аналитические данные (ИГЕМ АН СССР)

№ пп	K, %	Ar <sup>40</sup> , Нмм <sup>2</sup> /г	Возраст, млн. лет
4	2,82	0,00153	14,5±2
5	2,94	0,00234	20,5±2

38 коллекции Е. Малеева). Подстилающие туфы содержат фауну *Sagidium inopinatum*, входя в состав доробратовской свиты, охарактеризованной также микрофауной *Sibicides bodenensis* (13).

Тортон—средняя часть. Витрокластический псаммитовый туф липарито-дацита из Ковачского карьера с. Вышково Закарпатской

обл. Анализированный туф подстилается солотвинской свитой с микрофауной *Globigerina bulloides* и перекрывается мячевской свитой с *Suslamina*. Для обеих свит руководящей макрофауной является *Pectenelina* (13).

Свежий базальт с вкрапленниками титано-авгита ОАР. В 12 км от Каира по дороге на Александрию. По данным египетских геологов, базальт послезоценовый, домиоценовый (коллекция Г. Д. Афанасьева, № 63/59).

K = 0,74%, Ar = 0,0007 Нмм<sup>2</sup>/г возраст = 25± (ИГЕМ АН СССР).

Санидин из риолитового туфа Техаса, по данным Дж. Эверндена и других (52), с возрастом 35 млн. лет отвечает границе олигоцена и эоцена.

### ОПОРНЫЕ ТОЧКИ ДЛЯ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ

По Н. И. Полевой (шкала 1960 г.), глауконит Егорьевского месторождения Московской обл. верхов юры имеет возраст 136 млн. лет.

Глауконит из Оберфальца с возрастом 142 млн. лет., по Эверндену и другим (52), характеризует оксфордские отложения. Келловейские глаукониты, по Эверндену и другим (52), имеют возраст 145 млн. лет.

Для пироксеновых диабазов (силл) р. Бзыби из байосской толщи (Грузия) в ИГЕМ АН СССР определен возраст 165 млн. лет. Плаггио-

порфир байоса из Дагестана по данным ИГЕМ АН СССР имеет возраст 158 млн. лет. Для байосских, по Л. В. Фирсову (43), диабазов Крыма определен возраст 165 млн. лет.

По данным лаборатории ИГН АН АрмССР (Г. П. Багдасарян, 11), осадочно-эффузивные и субвулканические образования Алавердского рудного района находятся в узкой стратиграфической вилке.

Подстилающие и частью прорванные субвулканическими телами метаморфизованные породы относятся к нижней юре (синемюр, плинсбах, домер) и заходят в нижний аален. Присутствие этих ярусов установлено по фауне в Локском массиве грузинскими геологами (А. Н. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, В. И. Зесашвили и П. Д. Гамкрелидзе). Верхним возрастным пределом для субвулканических и кварцевых плагиопорфиров является биостратиграфически точно установленный бат. В. Ф. Пчелинцев по сборам В. Г. Грушевого определил *Mectryona marshi* Sew., *Gervilina acuta* Sow., *Lima contrathy* Redl. и многие другие формы.

Все имеющиеся факты позволяют относить кератофировый горизонт к промежутку между ааленом — байосом и верхним байосом — батом.

Таблица 3

Возраст субвулканических и эффузивных пород байоса

№ пп	№ обр.	Породы, место взятия	К, %	Ag <sup>40</sup> , Нппп <sup>2</sup> /г	Возраст, млн. лет	Лаборатория
1	4053	Кварцевый плагиопорфир, Ахталское месторождение	1,73	0,0112	165±7	Армянская
2	4054	Там же	2,41	0,0152	163±3	
3	ГК-440 г	Кератофир р. Учклиса	1,78	0,0128	163±2	
4	ГК-440 д	Там же, каждое определение представляет среднее из трех	1,96	0,0118	155±3	
5	58/60	Субвулканический силл пироксенового порфира в вулканогенной толще р. Бзыбь	1,58	0,0103	164	ИГЕМ АН

Г. П. Багдасарян (11) предлагает датировать верхний байос цифрой 163±6 млн. лет и границу верхнего байоса — бата 159±4 млн. лет.

Эти данные противоречат данным о возрасте Абхазских гранитных интрузий по М. М. Рубинштейну (69), который считает, что послебайосские интрузии Абхазии (Кавказ) являются батскими. Отсюда, по М. М. Рубинштейну, с большей вероятностью можно считать, что возраст конца средней юры 170—175 млн. лет. Для этого рубежа опорными, по М. М. Рубинштейну, являются материалы по биотитам Келасури и Гумисты, принятые в качестве таковых для шкалы 1960 г. (18).

Логически вытекающее из приведенных для байоса цифр значение 160 млн. лет для границы байоса — бата не согласуется с данными М. М. Рубинштейна о том, что конец средней юры — бат датируется цифрой 170—175 млн. лет. Еще менее эта цифра 170—175 млн. лет, полученная на биотитах массивов Гумисты и Келасури, согласуется с имеющимися у ряда геологов представлениями о верхнеюрском возрасте этих интрузий.

В частности, к верхнеюрскому возрасту относит келасурские граниты М. С. Эристави в своей монографии 1960 г. (45).

Геологи, проводившие геологическую съемку в Абхазии (Г. Р. Чхотуа, С. С. Букия и В. Л. Аревадзе), определяли возраст келасурских и гумистинских гранитов как послебайосский и донеокомский. В свете

этих фактов дополнительное обоснование получают многочисленные цифры в пределах 140—148 млн. лет, полученные в ИГЕМ АН СССР (6, 7) для биотитов тех же интрузий Гумисты и Келасури (а также для интрузий бассейна р. Пшиш), но предварительно дегидратизированных при температуре 125°.

Граница юры с триасом пока не имеет геологически надежных точек. По данным Р. Е. Фолинсби (64), гранит Guichon интродуцирован в карнийские отложения и несогласно перекрывается байосом. Его возраст 195 млн. лет., что, возможно, отвечает верхам триаса, хотя следует отметить, что по малому содержанию в анализированном биотите калия (3,32%) определенный возраст его, возможно, не является истинным.

### ОПОРНЫЕ ТОЧКИ ДЛЯ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ И ГРАНИЦЫ ТРИАС — ПЕРМЬ

Вполне достоверные геохронологические данные, характеризующие возраст собственно триасовых образований, отсутствуют.

По данным Казахского института минерального сырья (36), возраст биотита из субвулканических порфиров г. Кишкине, лежащих на отложениях кентебайской свиты (татарский ярус), т. е. относящихся уже скорее к триасу, равен 304 млн. лет., а биотит из гранит-порфиров, прорывающих коктобинскую свиту ( $T_{1-2}$ ?), несогласно лежащую на отложениях нижней перми, имеет возраст  $296 \pm 10$  млн. лет. Кислые эффузивы верхней перми — нижнего триаса Семейтау по породе дают возраст 253 млн. лет.

В связи с рассмотрением цифр по триасу и границе Т—Р особый интерес представляет возраст диоритов и сненитов комплекса малых интрузий на Северном Кавказе.

Геологическая позиция интрузий горы Ятыргварты, диоритов и гранитов достаточно четкая, в особенности их верхняя возрастная граница. В работе В. Н. Робинсона (35) дается геологическая карта с отчетливо наблюдаемыми соотношениями интрузий и триасовых отложений.

Касаясь триасовой системы, В. Н. Робинсон пишет: «Стратиграфический разрез нижнего триаса довольно хорошо обозначается на г. Ятыргварте, где в самых низах известняковой толщи была обнаружена руководящая фауна скифского яруса. Здесь непосредственно на древние кристаллические сланцы и на интродуцированные в них диориты налегает базальный конгломерат, состоящий из валунов и округлых обломков гнейсов, амфиболитов, упомянутых диоритов и других кристаллических пород. Конгломерат имеет непостоянную мощность и к верхам переходит в серые слоистые песчаники, образующие главную вершину г. Ятыргварты. Выше песчаники постепенно, но все же довольно скоро, сменяются неслоистым известняком, составляющим нижний, небольшой мощности, горизонт известняковой толщи. Над этим горизонтом залегает свита, состоящая из чередующихся слоев сероватых тонкослоистых известняков с прослоями более пльчатых и сланцеватых.

В этой свите найдена фауна аммонитов и пелеципод, среди которой можно было определить руководящую форму скифского яруса. *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., а также представителей родов *Mukoceras*, *Flemingites*, *Hedestroemia*, *Nonnites* и других, из которых первые три также характерны для скифского яруса. Из пелеципод найдена *Pseudomonotis (Claraia) aurita* Hauer — типичная форма нижнего триаса».

З. П. Едигарян в работе о литологии нижнего триаса Северо-Западного Кавказа пишет: «Можно выделить три отдельных участ-

ка ее базальной свиты развития: а) балка Никитина, Черноречье и верховья р. Бескос; б) гора Ятыргварта; в) горы Большой и Малый Тхач.

Второй участок развития терригенной толщи базального триаса расположен в районе гор Ятыргварта и Армовка. Здесь она налегает на древние кристаллические сланцы и интродированный в них сложный комплекс интрузий. Мощность ее у горы Ятыргварта достигает 60 м.

Терригенная толща на данном участке начинается грубой брекчией темно-зеленого цвета, состоящей из совершенно неокатанных глыб нижележащей интрузии основного состава, сцементированных мелкими обломками этих же пород. Мощность брекчии 25 м. По-видимому, она представляет собой древнюю кору выветривания. Выше по разрезу брекчия постепенно переходит в конгломераты: появляются отдельные окатанные гальки как из нижележащих интрузий, так и из кварца, кристаллических сланцев, зеленых метаморфических сланцев и гнейсов. Отсортированность и окатанность галек очень низкая — много битых галек. Средний коэффициент окатанности равен 83,3%, а в верхах конгломератовой пачки он составляет около 50%. Гальки в конгломератах погружены в разнозернистый песчаный цемент.

Конгломераты выше по разрезу переходят в грубозернистые известковистые песчаники с отдельными линзами конгломератов, сменяющиеся слоистыми (в отдельных прослоях — косослоистыми) зеленоватосерыми слюдястыми песчаниками» (19).

Из несомненно доскифских диоритов и сиенитов горы Ятыргварта были получены фракции амфибол-биотитового состава.

Т а б л и ц а 4

Возраст донитриасовых интрузий Северо-Западного Кавказа

№ пп	Местоположение	Порода, минерал	К, %	Ar <sup>40</sup> , Hmm <sup>37</sup> /g	Возраст, млн. лет
1	г. Ятыргварта	Амфиболо-биотитовая фракция диорита	0,59	0,0060	250 ± 3
2	»	То же, полевошпатовая часть	2,81	0,0280	250 ± 7
3	»	Полевошпатовая часть гранита	2,61	0,0261	248 ± 5
4	г. Закан	Амфиболо-биотитовая фракция сиенита	1,06	0,0111	240 ± 3
5	»	То же, полевошпатовая фракция	5,81	0,0587	250 ± 10

Ввиду того, что скифские отложения триаса начинаются мощным базальным конгломератом, нижняя граница триаса несомненно должна быть моложе 250 млн. лет. Учитывая данные Фолинсби по батолиту Quichon и вероятную не особенно большую длительность триаса, более правильно предположить для датировки нижней границы триаса 235 млн. лет.

Как увидим ниже, эта цифра лучше согласовывается с оценкой возраста более древних геологических систем.

#### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Помимо отдельных рассмотренных выше цифр по Казахстану, неопределенно относящихся к перми или триасу, для пермского отрезка геологической истории имеются следующие данные.

На Северном Кавказе, в северной подзоне Передового хребта, пермские отложения залегают на размытой поверхности разновозрастных толщ (метаморфическая нижнего — среднего палеозоя, осадочные толщи среднего карбона и другие). Пермские отложения представлены красноцветными конгломератами, перекрываемыми туфогенно-осадочной свитой. В составе вулканогенной свиты встречаются обломки риолитов. В конгломератах — окатанные глыбы гранита. В туфогенно-осадочную свиту внедряется куполовидное тело риолитов. На вулканогенные образования налегают известняки с фауной низов верхней перми. Выше в разрезе (разрез единый по левобережью р. Малой Лабы) обнажаются базальные конгломераты нижнего триаса, перекрываемые скифскими известняками ( $T_1$ ). Геологическая карта и описание фауны приведены в работе В. Н. Робинсона (35).

Разнофациальные проявления кислой магмы, приведенные в табл. 5, приурочены к единой структурной зоне и несут специфическую минерализацию. Существенно, что возраст гранита из валуна в нижнепермских конгломератах по биотиту оказался 288 млн. лет. Это показывает, что возраст изверженных пород перми этой структурной зоны Северного Кавказа, определенный по породе, близок к истинному.

Таблица 5

Возрастные данные для пермских изверженных пород Северного Кавказа

№ пп	Место, порода, минерал	К, %	Ar <sup>40</sup> , Нмм <sup>3</sup> /г	Возраст, млн. лет	Лаборатория
1	р. Малая Лаба у с. Кутан, купол риолита	2,11	0,0197	230	ИГЕМ АН
2	То же	3,54	0,0362	252	»
3	Аляскит р. Индыш	3,92		240	»
4	Гранит-порфир у Кривого моста р. Большая Лаба	3,34		257	»
5	Биотит из валуна гранита в конгломерате P <sub>1</sub>	4,06	0,0478	288	»

В лаборатории ИГЕМ определен также возраст нижнепермских риолитов (керна буровых скважин) из Саксонии (ГДР).

а) Риолит нижней перми из буровой Баллендорф, озеро Лаузингк (№ 481). Содержание  $K=3,28\%$ ,  $Ar^{40}=0,0302$  Нмм<sup>3</sup>/г, возраст =  $230 \pm 7$  млн. лет.

б) Риолит нижней перми (на геологических картах «Leisniger Quarzporphyr», в трех километрах от Кодитца № 4842).

Содержание  $K=5,18\%$ ,  $Ar^{40}=0,0562$  Нмм<sup>3</sup>/г, возраст =  $260 \pm 6$  млн. лет.

Из непосредственно относящихся к перми цифр имеется цифра 274 млн. лет для глауконита сакмарского яруса нижней перми (18). Для трахидацитовых порфиров калдарской свиты Центрального Казахстана (36) нижнепермского или, возможно, верхнекарбонного возраста в геохронологической лаборатории Казахской Академии наук получена цифра 310 млн. лет.

Совокупность всех имеющихся относящихся к пермской системе цифр говорит о том, что нижняя граница перми не может быть древнее 270—275 млн. лет.

В зарубежной литературе имеется довольно много определений для герцинских интрузий Англии и средней Европы. Геологическое положение интрузий Дартмура, Корнуэлла не достаточно четкое, но все авторы сходятся в мнении о том, что они постнижневестфальские — до-верхнепермские. Отсюда их геологический возраст падает на верхи карбона — нижнюю пермь (табл. 6).

Лаборатория геохимии магматических комплексов и абсолютного возраста Геологического института Узбекской академии наук представила данные по Койташскому и другим массивам в качестве опорной точки для границы карбона и перми (42).

Граниты Койташского массива, являющегося одним из выступов Нуратинского батолита, прорезают верхи среднего карбона (по М. Н. Селовьевой, каширский горизонт московского яруса). В нерасчлененной молассовой толще верхнего карбона — нижней перми содержатся гальки гранитоидов, аналогичных койташским.

Проба биотита из свежего гранита определялась в ИГЕМ (1961) методом изотопного разбавления и неоднократно в Институте геологии Узбекской академии наук (табл. 7).

Таблица 6

Возраст дартмурских и корнуэллских гранитов по данным различных авторов

Граниты Англии	К — Ar			Rb — Sr	
	Калп, Ламберт и другие, 1960	Ламберт и другие, 1961	Эвернден и другие, 1961	Калп, Ламберт и другие, 1960	Ламберт и другие, 1961
Дартмурский	282 ± 5	282 ± 5	265	277 ± 5	285 ± 8
Корнуэлл	261 ± 15	261 ± 5	—	—	270 ± 5

Другие массивы — отдельные выходы Нуратинского батолита — дали те же цифры: Темур-Кобукский — 270, Устукский — 266, Актауский — 272 млн. лет и т. д.

Многие гранитные массивы, сопровождаемые редкометальной минерализацией, считаются пермскими. К таким интрузиям, в частности, относится массив Куу (Центральный Казахстан), возраст слюд которого, по данным лаборатории ИГЕМ, биотит — 264 ± 3, мусковит — 270 ± 4 и протолитионит — 256 ± 5 млн. лет.

Таблица 7

Биотит из гранита Койташского массива

Возраст, млн. лет			
ИГЕМ, 1961 г.	ИГАНУ, 1962 г.	ИГАНУ, 1963 г.	ИГАНУ, 1963 г.
260	266	266,4	275

Возраст герцинских гранитов Кавказа (двуслюдяные граниты) — 270—280 млн. лет. Заключительный этап герцинского гранитного магматизма — 250—260 млн. лет (см. тр. IX и X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста, 5).

Исходя из петрографических, геохимических и металлогенических особенностей герцинских гранитов Англии, уместно сопоставить дартмурские граниты с герцинскими биотитовыми гранитами многих районов СССР (Кавказ, Урал, Средняя Азия и другие), а корнуэллские граниты с лейкократовыми аляскитовыми гранитами тех же районов.

Для последних характерна также связь с ними редкометальной минерализации.

На примере таких районов, как Англия и области герцинской складчатости СССР, анализ приведенных цифр показывает синхронность гранитных интрузий, петрографически однотипных. При этом собственно гранитный этап, отвечающий или верхам верхнего карбона или границе карбон — пермь, датируется цифрой 280 ± 5 млн. лет, а заключительный этап — аляскитовые граниты с редкометальной минерализацией — датируется цифрой порядка 260 млн. лет и геологически относится к нижней перми.

## КАРБОН И ЕГО ГРАНИЦЫ С ДЕВОНОМ

Биотит из тосканита Австралии, имеющий возраст 300 млн. лет, датируется, по Эверндену и другим (52), как верхний карбон.

Возраст глауконита из известняка мартьяновской свиты (Кировская обл., р. Вятка, дер. Мухино) определен М. А. Гаррис в Башкирском филиале АН СССР (16) равным 291 млн. лет.

В породах надмартьяновской, мартьяновской и подмартьяновской свит определена и описана обильная фауна брахиопод, фораминифер и кораллов (Н. Чочиа, 1950 и 1955 гг.). По этим данным мартьяновская свита относится к среднему карбону — верейский и каширский горизонты.

Глауконит дер. Деруновка (Русская платформа) из отложений среднего карбона (данные ВСЕГЕИ) имеет возраст 308 млн. лет. Эта цифра приведена в качестве опорной к шкале 1960 г. (18).

Эффузивы, переслаивающиеся с известняками визе, по данным УФАН (30), имеют возраст 303 млн. лет (среднее из 11).

Биотит из гранодиоритов Суундунского массива (Южный Урал, Челябинская обл., Бердинский район) досредневизейского возраста (определения фауны В. Н. Красновой, 1959) имеет возраст 324 млн. лет (данные М. А. Гаррис, 16).

Биотит из плагиогранита того же комплекса (пос. Кочкарный) имеет возраст 331 млн. лет.

По данным Г. Фауля (61), биотиты гранитов Вогез (постгурнейские — довизейские) имеют Rb—Sr-возраст 322 млн. лет и K—Ar — 329 млн. лет.

Р. Н. Соболев (МГУ) представил пробу плагиогранита из Сары-Адырского массива (Казахстан), возраст биотита из которой, по данным МГУ, равен 350 млн. лет.

По данным Р. Н. Соболева, биотитовые граниты прорывают эффузивно-осадочные образования жаксыконской серии ( $D_2Gv—D_3Fr$ ). Возраст серии определяется находками в ней остатков флоры и ихтиофауны:

Gv	Barraudeina dusliana K., Gilboaphyton goldringii K. (Sfur.), Lepidodendropsis Kasachanica Senk., Fr Protocephalopteris praecox (Höeg),	Botrialepsis asiatica, Bogdanovia orientalis O. Obr., Lepidodendron theodori Zal., Knoria sp.
----	---	--

Граниты перекрыты известняками, возраст которых ( $C_1t_1$ ) определяется находками фауны: *Cyrtospirifer dada* Nal., *Athyris tau* Nal.

Это сокурский горизонт — брахиоподовая фация. Возраст биотита Бохтинского массива ( $C_2—C_3$ ) определен в ИГЕМ АН СССР (Л. Л. Шанин) и Башкирском филиале АН СССР (М. А. Гаррис) (табл. 8).

В статье Р. Н. Соболева и П. Ф. Емельяненко (41) отмечается, что Н. С. Павлов (1936) указывал на прорыв интрузиями каменноугольных отложений. П. Л. Меркулов и А. Е. Репкина (1938) выделяли додевонские и посленижнекаменноугольные граниты.

Р. Н. Соболев и П. Ф. Емельяненко считают, что все интрузии девонские, но представлены двумя комплексами.

Массивы Аман-Тау и Сары-Адыр авторы относят ко второму комплексу. Они считают, что гранитоиды Аман-Тау прорывают франские слои и перекрываются турне без контактового воздействия. По А. Б. Репкиной, П. А. Меркулову и Н. С. Павлову, гранитоиды Аман-Тау моложе турне, о чем свидетельствует окремнение приконтактовых известняков.

Исследования в лаборатории ИГЕМ проба Бохтинского массива представляет сильно обогащенную биотитом породу, в которой помимо биотита присутствуют кварц метаморфизованный и относительно немного альбитизированного плагиоклаза; существенно развиты в ней флюорит и акцессорные минералы.

Биотит производит впечатление наложенного, вторичного по отношению к первоначальной породе. Биотитизации подверглась значительно метаморфизованная порода.

Полученные в двух лабораториях ИГЕМ и Башкирского филиала цифры возраста для этого очень свежего биотита ( $K=7,27\%$ ) в среднем

Таблица 8

Возраст биотита из гранита Бохтинского массива  
(Казахстан)

Лаборатория	K, %	$Ar^{40}$ , $Hmm^{37}/g$	Возраст, млн. лет
Определения ИГЕМ СССР			
Опыт 3369	7,27	0,0943	315
Опыт 3373	7,27	0,0919	306
Опыт 3383	7,27	0,0891	292
Определения Башкирского филиала			
Опыт 262	6,85	0,0827	292
Опыт 265	7,08	0,0854	293

колеблются около 300 млн. лет. Это свидетельствует о том, что биотит образовался в результате процессов, проходивших на границе  $S_2-S_3$ , или в верхнем карбоне.

Из сказанного следует, что наиболее вероятной цифрой для датировки нижней границы карбона следует признать 330 млн. лет.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Для датировки верхов девона имеются многочисленные определения по биотиту и по породе из гипабиссальных интрузивных тел (габброиды, граносиениты), прорывающих филлиты и вулканогены среднего — низов верхнего девона Северного Кавказа.

Эта филлитовая толща, фаунистически (микро- и макрофауна) охарактеризованная (8), перекрыта толщей конгломератов с существен-

Таблица 9

Возраст средневерхнедевонских изверженных пород  
Северного Кавказа (лаборатория ИГЕМ АН СССР)

№ пп	Местоположение пород, минерал	K, %	$Ar^{40}$ , $Hmm^{37}/g$	Возраст, млн. лет
1	р. Большая Лаба, субщелочной эффузив	4,0		319
2	То же	2,78	0,1008	327
3	Биотит из гипабиссального граносиенита	7,10	0,103	338
4	Биотит из минетты	7,25	0,103	342 ± 3
5	Габбро-сиенит	1,72	0,0244	341
6	Трахит (субвулканический)	7,53	0,0956	310
7	Габбро (гипабиссальное)	1,57	0,0228	345

ным содержанием в гальках плагиогранитов. Конгломератовая толща в свою очередь перекрывается фаменскими известняками с хорошо определимой фауной в районах горы Пастуховой и р. Зеленчук, выше бал-

ки Богословской (28). Возраст девонских эффузивов (1, 2 и 7 из табл. 9), определявшийся по породе, вероятно, на самом деле несколько более древний.

С этими данными находятся в соответствии данные по глаукониту для верхнего девона, франский ярус (дер. Леженьки), определявшиеся Н. И. Полевой (6), Дж. Эвериденом и другими (52) по биотиту риолитов Австралии, Дж. Коббом и Дж. Л. Калпом (50) U—Pb-методом для битуминозных сланцев верхнего девона Теннесси и Г. Фаулем (61) по биотиту из бентонитов той же толщи Теннесси.

Следует сказать, что урано-свинцовая цифра для верхнего девона (Кобб и Калп) ближе к K—Ag-цифре по биотиту из бентонитов верхнего девона в том случае, когда цифры возраста рассчитаны по константам в лабораториях СССР ( $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-11}$  год<sup>-1</sup>).

В последующей работе Дж. Кобб (49), рассматривая соотношения U и изотопов свинца Pb<sup>208</sup> и Pb<sup>206</sup> в кольмских образованиях Швеции и верхнедевонских Теннесси, приходит к выводу, что возраст формации Чаттануга лежит в пределах 320—350 млн. лет.

Нельзя вместе с тем не указать, что Д. Кларк (48) в статье, посвященной оценке с позиций биостратиграфии данных Кобба и Калпа по возрасту верхнедевонских битуминозных сланцев Теннесси, считает, что граница между девоном и карбоном должна быть не древнее 340—

Таблица 10

Геохронологические данные по силур-девонским интрузиям Англии, Кавказа и Урала

Интрузии	K — Ag		Rb — Sr		Геологическое положение
	Калп, Ламберт и другие, 1960	Ламберт и другие, 1961	Калп, Ламберт, 1960	Ламберт и другие, 1961	
Англия					
Шэп	408	408	385	397	Послесилурский — до- верхнедевонский
Критаун	403	407	365	399	»
Лейнстер	403	397		405	»
Урал					
Маринско-Андреевские (М. А. Гаррис)	375		Дозейфельские		
Сиенитовые массивы Тагило-Кушвинского р-на (Л. Н. Овчинников)	380		Послелудловские		
Северный Кавказ					
Балка Мошечая, флогопит контактной зоны	370		Доверхнедевонские		
Боровской, Зерендинский, Золотоношский массивы (РИАН, шкала 1960)	400—480		Верхний силур — нижний девон (?)		
Боровской массив, биотит из крупнопорфировидных гранитов (ИГЕМ, 1963)	406		Верхний силур — нижний девон		

335 млн. лет. Подчеркнем, что речь идет о цифрах, полученных U—Pb-методом, и что цифра 345 млн. лет для границы девона и карбона, приведенная в шкале 1961 г. Дж. Л. Калпа, при сопоставлении шкал не требует пересчета по принятым в СССР константам распада калия.

Все зарубежные данные дают для верхнего девона цифру 350—355 млн. лет, что близко к возрасту основных и субщелочных пород Северного Кавказа, внедрившихся в дофаменскую толщу D<sub>2</sub>—D<sub>3</sub> и показавших возраст 340 млн. лет.

Нижний девон и частью средний девон не имеют достаточно определенно датированных опорных точек.

Серицит Сибая, датирующий средний девон в 350 млн. лет, принят как опорная точка для шкалы 1960 г. (18).

Слюды из гранитов Марининско-Андреевской интрузии на Южном Урале (М. А. Гаррис, 16) доэйфельского возраста и датирующие нижний девон имеют возраст 373 и 385 млн. лет.

Биотит из бентонитов нижнего девона (низы кобленца), по Смиуту, Фолинсби и другим (71), при пересчете на американские константы распада К ( $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>,  $\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>) дает две цифры для фракций разных размеров: 1) 370 млн. лет, 2) 382 млн. лет; средняя цифра по биотиту в американских константах 376 млн. лет. При пересчете на константы, принятые в СССР, средняя цифра возраста по биотиту равна 392 млн. лет. Для санидина из тех же бентонитов теми же авторами получены три цифры, средняя из которых при пересчете на основе констант распада К, принятых в СССР, дает цифру возраста санидина 397 млн. лет. Отсюда для низов кобленца по биотиту и санидину из бентонитов Гаспе, в Квебеке (71) может быть принят возраст в 400 млн. лет. Следовательно, границу девона и силура возможно датировать цифрой 405 млн. лет; но эта К—Аг-цифра основана на значениях констант распада К, принятых в лабораториях СССР.

Интересные данные получены по силур-девонским гранитам Англии. Они, подобно герцинским интрузиям, близко синхронны с соответствующими интрузиями складчатых областей Урала и Кавказа и, пожалуй, Казахстана.

Из приведенной таблицы видно, что К—Аг-цифры для силурийско-девонских интрузий Урала и Кавказа близки к Rb—Sr-цифрам для силур-девонских интрузий Англии (табл. 10).

К сожалению, более точная геологическая позиция (в узком интервале геологических границ) для этих интрузивов еще не выяснена.

Во всяком случае приведенные цифры позволяют считать, что граница силура и девона находится в интервале 400—410 млн. лет.

К сожалению, для силура существуют только две и то неопределенные точки, принятые в качестве опорных к шкале 1960 г.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Для ордовикской системы имеется значительное количество опорных точек по слюдам и глаукониту, но они в значительной мере противоречивы. Здесь предстоит большая работа, направленная, помимо выявления новых точек, также на уточнение их геологической позиции биостратиграфическими данными и выяснение надежности используемых для датирования минералов и пород.

Из общего количества двадцати точек наиболее древними являются две цифры в 480 млн. лет (определения ИГЕМ) для гранодиоритов Крык-Кудукского массива (Казахстан) и гранитов Западно-Лаузицкого массива (ГДР).

Наиболее древние цифры для нижнего ордовика по глауконитам (Эвернден и другие, Фолинсби, ВСЕГЕИ и Институт геологии АН ГрузССР) не превышают 470 млн. лет. По-видимому, нижняя граница ордовика пока может быть проведена в интервале 480—490 млн. лет.

Верхняя граница ордовика также недостаточно ясна. Для среднего ордовика имеются довольно надежные и стратиграфически привязанные цифры ~440 млн. лет (52, 61) по биотиту из туфов Алабамы; 447 млн. лет (72) по циркону из бентонита Теннесси. Г. Фауль в своей работе (61), приводя для биотита из бентонитов среднего ордовика цифру 437 млн. лет, указывает, что данные согласуются с новыми данными Тилтона для цирконов. Биотит из некоторых разновидностей до-

нижнесилурийских гранитоидов Кырк-Кудукского массива (Казахстан) датируется цифрами 435 и 440 млн. лет.

Учитывая сделанное выше заключение о датировании границы девон — силур в интервале 400—410 млн. лет или на данной стадии изученности вопроса принимая определение ее возраста в 405 млн. лет, следует считать возраст границы силура и ордовика близким к цифре 435 млн. лет.

#### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Циркон из доверхнекембрийских пород (среднекембрийских) Вичита, определенный U—Pb-методом, показал, по Л. Т. Олдричу и другим (46), возраст в 520 млн. лет, биотит из тех же пород, определенный Rb—Sr-методом, дал ту же цифру — 520 млн. лет. Подчеркнем, что эти цифры, так же как и принятая Коббом и Калпом цифра 500 млн. лет для кольма (верхний кембрий), получен U—Pb и Rb—Sr-методами, поэтому при сопоставлении с отечественными данными они не требуют пересчета на основе констант распада калия, принятых в СССР.

В лаборатории ИГЕМ АН СССР по материалам Г. Д. Афанасьева (10) получены новые цифры для низов среднего кембрия из необолусовых слоев кембрийского разреза Соляного Кряжа (Пакистан).

По данным М. С. Кришнан (27) и пакистанских геологов, осадочные образования Соляного Кряжа формировались на жестком кристаллическом основании Индийского щита. Осмотр разреза у ст. Кхевра показал, что кембрийские породы слабо метаморфизованы и среди них на данном участке нет более молодых интрузий. Поэтому глауконит из пород разреза, а также эффузив оттуда же (так называемый «щелочной трапп»), несомненно, хорошо сохранили радиогенный аргон. Исследованный материал очень свежий, не выветрелый, о чем, в частности, свидетельствует высокое содержание калия в образцах.

Необолусовые слои, содержащие обильную и разнообразную фауну (27), включают карбонатные породы со значительным содержанием глауконита. Под необолусовыми слоями залегают лиловые песчаники, налегающие на соленосную толщу, в которой наряду с доломитами и гипсами имеется пласт (мощностью 1 м) своеобразной эффузивной породы. Последняя петрографически описана Р. Мозебахом (68).

Таблица 11

Возраст среднекембрийских образований Соляного Кряжа

№ пп	Порода, минерал	K, %	Ar <sup>40</sup> , Hmm <sup>3</sup> /g	Возраст, млн. лет
1	Глауконит из карбонатных пород низов С <sub>2</sub>	5,99	0,1405	530 ± 10
2	«Щелочной трапп» из соленосной свиты	6,95	0,161	530 ± 10

Приведенные геологические и радиологические факты позволяют датировать границу Ст<sub>1</sub>—Ст<sub>2</sub> цифрой 530 млн. лет. Нижняя граница ордовика, как указывалось выше, может быть проведена в интервале 480—490 млн. лет.

#### О СОПОСТАВИМОСТИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО РАБОТАМ ЗАРУБЕЖНЫХ И СОВЕТСКИХ ЛАБОРАТОРИЙ

Для достаточно древнего палеозоя значение констант распада, принятых для расчета возраста, может существенно влиять на датировку пород и соответственно геологических рубежей. К тому же в литературе

до 1961 г. включительно зачастую на это не обращалось достаточного внимания, и поэтому, на основании каких данных произведена датировка того или иного рубежа, разобраться бывает подчас трудно.

Остановимся в связи с этим на примере монцонитов Хог-Айленд (штат Мэн, США), геохронологическая характеристика которых, основанная на одних и тех же образцах, приводится в трех разных работах зарубежных авторов, в которых исходные для расчета константы распада (если нет опечаток в тексте) приняты различными.

Среди опорных точек Дж. Л. Калпа (57, стр. 10), положенных в основу шкалы, фигурируют послениждедевонские граниты из Джакмен, штат Мэн.

Указано, что методы определения  $K-Ar$ ,  $Rb-Sr$ , возраст =  $360 \pm 5$  млн. лет. Дж. Л. Калп ссылается при этом на работу 1959 г. П. М. Харлея и других (53).

Для расчета возраста опорных точек Дж. Калпом приняты константы: для  $K-Ar$ -метода —  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$  и  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ , для  $Rb-Sr$ -метода —  $\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11}$  год $^{-1}$ .

Полученные П. М. Харлсем, Г. Фаулем, У. Г. Пинсоном и другими (53) цифры для конкретных образцов по указываемым ими константам были пересчитаны в ИГЕМ.

Для обр. 3609 и Me-10 получились несколько меньшие цифры (вместо 362—358 и вместо 357—348) возраста, но эти различия находятся в пределах принятого авторами отклонения. Возраст по  $Rb-Sr$ -методу при константе  $\lambda_{Rb} = 1,39$  в статье (53) указан равным 360, а по расчету в ИГЕМ (Л. Л. Шанин) он равен 387 млн. лет.

Таблица 12

Возраст биотитов монцонита Хог-Айленда по разным авторам

Авторы, год, источник	K — Ar			Rb — Sr		
	возраст, млн. лет, обр. 3609					
	константы	авторы	ИГЕМ	константы	авторы	ИГЕМ
P. M. Harley, A. J. Boucot, A. A. Alber, H. Faul, W. H. Pinson, H. W. Fairbairn, Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 947—950, 1959	$\lambda_K = 0,585$ $\lambda_\beta = 5,30$	362	358	$\lambda_{Rb} = 1,39$	360	387
		обр. Me-10 353 348				
Geochron. of rock. syst. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, art. 2, 1961 W. H. Pinson, Jr.	$\lambda_K = 0,558$ $\lambda_\beta = 5,30$	обр. 3609 362 374		$\lambda_\beta = 1,47$	366	366
		обр. Me-10 353 363				
Г. Фауль, 1963	$\lambda_K = 0,585$ $\lambda_\beta = 4,72$	обр. Me-10 360 352				

В работе У. Г. Пинсона 1961 г. (66) при принятых  $\lambda_K = 0,558$  и  $\lambda_\beta = 5,30$  (если здесь нет опечатки) возраст по  $K-Ar$ -методу остался равным 362 млн. лет, по расчету Л. Л. Шанина при этих константах он должен быть равным 374 млн. лет. Приводимый в этой статье 1961 г. (66)  $Rb-Sr$ -возраст равен 366 млн. лет., по пересчету Л. Л. Шанина также равен 366 млн. лет ( $\lambda_{Rb} = 1,47$ ). Из этого видно, что цифры возраста для одного и того же образца минерала, определенные однажды, повторяются в последующих статьях со ссылкой на иные константы, но фактически на них не пересчитываются.

В 1963 г. Г. Фауль опубликовал большое количество цифр по изверженным породам штата Мэн.

При принятой им константе ( $\lambda_K=0,585 \cdot 10^{-10}$  и  $\lambda_{Rb}=4,72 \cdot 10^{-10}$ ) цифра возраста для того же самого образца Me-10 равна 360 млн. лет, по расчету в ИГЕМ (Л. Л. Шанин) она равна 352 млн. лет.

Все эти разновременные данные отдельных соавторов сведены в прилагаемой табл. 12. Из сказанного следует, что в 1960 г. на основании опубликованного материала еще нельзя было сказать, что биотит монцитита Хог-Айленд имеет возраст 360 млн. лет, установленный К—Ag- и Rb—Sr-методами.

В работе Г. Фауля 1963 г. (63) приведено большое количество новых цифр по гранитоидам штата Мэн. Здесь им уже выделяются две группы девонских гранитоидов. Одна из них — раннедевонская имеет средний из 19 проб (разные массивы) К—Ag-возраст, равный 390 млн. лет, и средний Rb—Sr-возраст из 9 проб, равный 370 млн. лет.

Среднедевонские гранитоиды, куда входит и ранее исследованная проба Me-10 (Хог-Айленд) в среднем из 21 определения имеют возраст 360 млн. лет, а по Rb—Sr-методу — 337 млн. лет. Пермские интрузии, по Г. Фаулю, дают и по К—Ag- (10 проб), и по Rb—Sr- (6 проб) методам одинаковый возраст — 260 млн. лет.

Отсюда мы вправе считать, что, сопоставляя шкалы различных авторов, надо учитывать конкретные материалы, на которых основано датирование тех или иных геологических рубежей, что сделать не всегда легко. По-видимому, в ближайшем будущем надо провести методическую сверочную работу по цифрам, положенным в основу и зарубежных шкал, и отечественной шкалы.

В табл. 13 дано сопоставление возраста отдельных геологических рубежей со шкалой Дж. Л. Калпа 1961 г.

Как видно из табл. 13, границы мел—юра и юра—триас датируются по нашим новым данным и в шкале Дж. Калпа одинаковыми значениями возраста.

Таблица 13

Сопоставление абсолютного возраста некоторых геологических рубежей (по новым данным) с данными геохронологической шкалы Дж. Л. Калпа 1961 г. (К—Ag-цифры, обосновывающие рубежи, унифицированы, исходя из констант распада калия:  $\lambda_K=0,557 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> и  $\lambda_{Rb}=4,72 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>; U—Pb-и Rb—Sr-цифры, обосновывающие геологические рубежи, оставлены авторскими)

Датировка по шкале Комиссии 1960 г.	Предлагаемая датировка	Длительность геологических систем по предлагаемой датировке	Геологические системы	Длительность по шкале Калпа на 1961 г.	Датировка по шкале Калпа 1961 г.
140	135	70	Мел	75	141
	160	55	Юра Бат Байос Юра	49	
185	190	40	Триас	50	190
225	230	45	Пермь	40	(240)
270	275	55	Карбон	65	280
320	330	75	Девон	60	345
400	405	25	Силур	20	405
420	430	60	Ордовик	75	425

Нижняя граница триаса не имеет достаточно надежных опорных точек и в шкале Дж. Калпа условно датирована в 240 млн. лет. Но нижняя граница триаса не может быть древнее 240—230 млн. лет, так как возраст диоритов горы Ятыргварта (Северный Кавказ), трансгрессивно перекрывааемых базальными конгломератами скифского яруса, колеблется в интервале 245—250 млн. лет. При датировании границ

триаса верхней в 190 и нижней в 230 млн. лет его длительность — 40 млн. лет, что вероятнее продолжительности этой системы по шкале Калпа (50 млн. лет), так как геологические данные не свидетельствуют о большой длительности триаса, по сравнению с юрой, например.

Для границы перми и карбона Дж. Л. Калп не располагает хорошими опорными точками, и она по его шкале 1961 г. мало отличается от датирования этой границы, предлагаемого в настоящей статье. Рубеж  $S_3-P_1$  достаточно прочно обоснован данными по возрасту доннепермских гранитов Койташского массива (Узбекская ССР), возрастом биотита из валуна гранита в нижнепермских конгломератах Северного Кавказа, возрастом глауконита р. Индиги (Тиман) и другими многочисленными фактами, рассмотренными при характеристике опорных точек.

В шкале Дж. Л. Калпа граниты Дартмура (Англия) датируют границу карбон — пермь.

По биотиту этих гранитов на основе определений  $K-Ar$  и  $Rb-Sr$  методами для границы  $P-C$  он приводит цифру  $280 \pm 5$  млн. лет, основывающуюся на собственных данных Дж. Л. Калпа и материалах других авторов (57).

В перечне опорных точек (57) им указывается также  $U-Pb$ -цифра для уранинита, связанного с дартмурским типом гранитов.

Но в работе Дж. Л. Калпа и других 1960 г. (59), на которую он ссылается, для гранитов Дартмура по биотиту определен возраст 271 млн. лет, рассчитанный по  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ ;  $Rb-Sr$ -определение дало 277 млн. лет.

В более поздней работе Р. С. Ламберта и других (60)  $K-Ar$  цифра осталась та же — 271 млн. лет., а  $Rb-Sr$ -возраст авторами определен в 285 млн. лет. Поэтому принятая Дж. Калпом датировка границы  $P-C$  близка к цифре Р. С. Ламберта 1961 г., определенной  $Rb-Sr$ -методом (285 млн. лет) и приближается к  $K-Ar$ -данным 1960 г. (59) и 1961 г. (57), если их рассчитать из значений констант распада для  $K^{40}$ , принятых в лабораториях СССР, где для  $\lambda_K$  принято  $0,557 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ .

Поэтому, приводя для сравнения шкалу Дж. Калпа 1961 г., датировку в ней границы карбона и перми мы сохраняем авторскую (280 млн. лет), учитывая, что она основана на  $Rb-Sr$ -цифре.

Для границы турне и визе по материалам вогезских гранитов Калп принял цифры Г. Фауля (61), который для трех биотитов определил  $Rb-Sr$ -возраст, равный 322 млн. лет, и  $K-Ar$ -методом — 329 млн. лет. Из работы Г. Фауля можно предполагать, что для  $K-Ar$ -метода он использовал  $\lambda_K = 0,585$ , а для  $Rb-Sr = 1,47$ . Таким образом, исходя из данных  $Rb-Sr$ -метода, визе вряд ли древнее 322 млн. лет.

Отсюда предлагаемый возраст границы карбона и девона отличается от возраста соответствующего рубежа в шкале Калпа на 15 млн. лет.

Предлагаемая датировка рубежа  $S_1-D_3$ , вероятно, ближе к истинной, так как и по мнению некоторых американских геологов-биостратигрофов (48) эта граница не может быть древнее 340—335 млн. лет.

К тому же Дж. К. Кобб (49), возвращаясь к вопросу о возрасте верхнедевонских сланцев Чаттануга, отмечает хорошее качество образцов, но в дополнение к работе Дж. Калпа и Дж. Кобба (50) он, учитывая отношение  $Pb^{208} : Pb^{206}$ , считает, что возраст формации Чаттануга определяется в 320—350 млн. лет. В том же сборнике Нью-Йоркской Академии наук, в дискуссии по докладу Дж. Адамса и других, Дж. Калп указал (1961 г., стр. 394), что Дж. Коббом получены две  $U-Pb$ -цифры: одна для верхнедевонских сланцев Чаттануги — 340 млн. лет и другая для верхнего кембрия Швеции (кольм) — 500 млн. лет.

Следовательно, предлагаемое датирование границы девона и карбона цифрой 330 млн. лет является несколько даже удревненным.

Граница между девоном и силуром, как это было показано выше при разборе опорных точек, датируется единой цифрой 405 млн. лет. Длительность силура в шкале Дж. Л. Калпа оценивается в 20 млн. лет, нами предлагается в 25 млн. лет. Нижняя граница силура нуждается в уточнении.

Имеющиеся данные по различным частям кембрия и по датировке нижележащих частей верхнего протерозоя с большой убедительностью свидетельствуют о том, что граница кембрия и протерозоя не может быть древнее 560 млн. лет. В связи с этим и оценка длительности кембрия в 70 млн. лет ближе к действительности, чем в шкале Дж. Калпа, где она приближается к 100 млн. лет.

Проведенное рассмотрение новых данных по опорным точкам для геохронологической шкалы показывает, что в настоящее время шкала может опираться на значительно большее количество точек, чем это было возможно при создании шкалы Комиссии в 1960 г.

Пока, по-видимому, основной базой для шкалы по-прежнему явятся К—Аг-цифры, хотя некоторые рубежи могут быть датированы исходя из данных U—Pb и Rb—Sr-методов.

Существенным при построении шкалы является уверенность в надежности цифр, получаемых по тем или иным минералам. Но в этом отношении у радиологов и геологов выработались некоторые критерии, которые позволяют не соглашаться с тем, что при применении К—Аг-метода только цифра, полученная по биотиту, может приниматься во внимание. К настоящему времени получено большое количество цифр и притом разными методами. Совокупность всех данных также создает основу контроля пригодности тех или иных минералов. В связи с этим у большинства исследователей не вызывают сомнения цифры, полученные по санидину из эффузивов и глауконитам из осадочных пород для платформенных участков земной коры, для которых мы геолого-петрографическими методами можем установить отсутствие последующих метаморфизующих процессов.

С другой стороны, применение биотита, извлеченного из гранитоидной породы, часто в той или иной мере хлоритизированного или вермикулитизированного, приводит к противоречиям в датировании пород с определенным геологическим положением.

В связи с этим думается, что для датирования может быть использована цифра, полученная К—Аг-методом не только по биотиту (притом обязательно свежему, с содержанием К не меньше 6,5—7,0%), но и по другим минералам (санидины, глаукониты, пироксены, амфиболы), если эти данные строго контролируются геолого-петрографическими фактами или применением Rb—Sr, U—Pb-методов.

В заключение следует сказать, что предлагаемая датировка некоторых рубежей посткембрийской геологической истории приводит к сближению со шкалой Дж. Калпа 1961 г. Это стало возможным после критического рассмотрения данных, обосновывающих эту шкалу.

Выяснилось, что некоторые рубежи, датируемые цифрами, полученными Rb—Sr или U—Pb-методами, не требуют унифицирования, исходящего из различия принимаемых для расчета возраста констант распада К в лабораториях СССР и лабораториях США. Цифры же, датирующие геологические рубежи в шкале Калпа и полученные К—Аг-методом, были нами пересчитаны на значения констант, принятых в лабораториях СССР. По-видимому, ни американские значения  $\lambda_K$  и  $\lambda_B$ , ни принимаемые в лабораториях СССР значения  $\lambda_K$  и  $\lambda_B$  не являются совершенными. Поэтому истинные значения возраста по К—Аг-методу могут быть получены позднее, после надлежащей экспериментальной проверки значений  $\lambda_K$  и  $\lambda_B$  при условии, если в публикациях по геохронометрическим исследованиям будут приводиться все исходные аналитические данные.

Возраст некоторых гранитных массивов Казахстана по данным разных лабораторий

Массивы	В. К. Моңиң, А. А. Иванов, И. И. Замятин, 1961			А. В. Комлев и др., 1960 г.			ИГЕМ АН СССР	
	К — Аг - метод			К — Аг-метод		Rb <sup>87</sup> /Th	К — Аг-метод	
	слюда	калие- вый полевой шпат	валов. порода	слюда	калие- вый полевой шпат	монацит браннерит	слюда	калиевый полевой шпат
«Позднегерцинские» С <sub>3</sub> —Р <sub>1</sub> Акчатау				292 308		292 328 320 295 290		
Майтас					282	260		
Батыстау	280 277 306	288 262 262 265	280 295				284 (бнотит) 316 (мусковит из гранита экзо- контактного)	
Бектау-ата				320 310 280	316 300 246 260 300 290	262 295		270
Джанет				298 295 290		270		
Ортау	250					253		
«Среднегерцинские» С <sub>2</sub> Аршалы	300 285 (366)		292 277				300	277
Южн. Жуанконур			Граноди- орит	360			300 300 288	270
Калдырминский				330 345				
Сев. Жуанконур	357							
Шетский Койтас	370 247		270					

В заключение следует в предварительной форме высказать некоторые соображения о расхождении предлагаемой датировки некоторых геологических рубежей с датировкой этих рубежей по материалам Казахстана.

Датировка верхов перми в 304 млн. лет, границы Р<sub>1</sub>—С<sub>3</sub> в 311 млн. лет и С<sub>2</sub>—С<sub>3</sub> в 330 млн. лет по данным Казахской АН, а также границы Т<sub>1</sub>—Р<sub>2</sub> в 256 млн. лет по данным ВСЕГЕИ находится в резком противоречии с датировкой указанных рубежей, предлагаемой в настоящей статье и в шкале Дж. Калпа 1961 г.

Автор, год	Верхний карбон		Средний карбон		Нижний карбон		
	массив	К — Аг-метод	массив	К — Аг-метод	массив	К — Аг-метод	
		Ві		порода		Ві	порода
К. И. Сатпаев и др., 1963	Колдарская свита	— 310	Кергетасская свита	330	Джунгарский Алатау	355	
»	Калдырминский массив (среднее из 15 определ.)	325 —					
В. Е. Гендлер, Г. П. Семенова, 1962	Колдарский массив, адамеллит, кварцевый диорит	334 333 — 285 277 262					
	Зап. Базарский массив Нарынский массив	329 286 326 318					
А. И. Иванов, В. К. Монич и др., 1961			Саяжские	352 310 320 330	Аксоран: М=1 М=3 760 а	326 306 306 330	— — — —
			Шетский Койтас	247 276 370 —			
			Аршалы	366 292 300 277 285			

В обобщающей статье К. И. Сатпаева, В. К. Монича, А. И. Иванова, Т. Ф. Ляпичева и Т. П. Семеновы (40) приводятся следующие геохронологические и геологические обоснования для датировки перми.

Цифра  $278 \pm 8$  млн. лет — как средняя из данных по биотитам десяти проб пород Таласского магматического комплекса щелочных пород (щелочные пироксениты, псевдолейцитовые шонкиниты, сиениты и т. д.), который моложе после-среднекарбоновой складчатости и предположительно относится к перми.

Цифра  $296 \pm 15$  основана на возрасте биотита из биотит-рибекитового гранит-порфира, прорывающего трахибазальты, несогласно залегающие на слоях с пермской фауной (массив Кызылкая, левобережье р. Аягуз).

Цифра  $293 \pm 15$  представляет среднее из 39 анализов биотитов, выделенных из редкометальных лейкократовых и аляскитовых гранитов акчатовского типа. К ним относятся интрузивы: Акча-Тау, Коктенколь, Жанет, Восточный Коунрад, Бектау-ата, Ортау, Баян-аул и другие. Эти массивы (в целом или их аляскитовые разности? — Г. А.) моложе биотитовых гранитов и гранодиоритов, пересекающих слои с морской фауной верхов нижнего карбона и обломочно-вулканогенные свиты, с флорой среднего — верхнего карбона, и относятся к пермским интрузиям. В табл. 14 сведены имеющиеся определения возраста позднегерцинских массивов, а в табл. 15 — массивов, относящихся к разным раз-  
делам карбона.

Таким образом, для Казахстана, как и для многих районов мира, в развитии герцинского гранитного магматизма выделяются аляскитовые, часто редкометалльные граниты, обычно относимые по сумме геологических данных к пермскому времени.

В Казахстане аляскитовые редкометалльные граниты часто входят в состав петрографически сложных массивов, как, например, Байяу-аул, Жанет, Ортау и т. д. (40). Следует отметить, что, судя по характеристике объектов, из которых брались пробы для возраста по биотиту (см. работы Л. В. Комлева, В. К. Монича и других, 21, 23, 24), это граниты, но не аляскиты. Это естественно, так как из аляскита выделить свежий биотит для возрастного анализа чрезвычайно трудно.

Например, для характеристики возраста Баянаульского массива проанализирован биотит из среднезернистого серого гранита (23). Этот биотит показал возраст 290 млн. лет. По В. К. Моничу, Баянаульская интрузия на участке горы Мурза — Чеку контактирует с отложениями фамена.

В той же работе Л. В. Комлева (24) имеются данные по биотитам и гранитам массива Джанет. К сожалению, между текстом и табл. 1 в отношении данных по массиву Джанет имеются расхождения, нигде не оговоренные. В тексте указано (стр. 211), что проба 100/57 — биотит из полевошпатово-биотитовой жилки, секущей розовый мелкозернистый аляскитовый гранит, — имеет возраст 260 млн. лет. В табл. 1 возраст биотита этой пробы — 298 млн. лет. Дальше в тексте (стр. 211) указывается, что проба 102/57 — гранит — имеет возраст 260 млн. лет, «что точно совпадает с возрастом биотита пробы 100/57». В табл. 1 для гранита пробы 102/57 приводится действительно цифра 260 млн. лет.

Это недоразумение без автора неразрешимо. Во всяком случае вероятность возраста 260 млн. лет для биотита из жилки, секущей граниты Джанет, не исключается, наоборот, это подкрепляется тем, что возраст монацита массива Джанет из калиево-полевошпатовой жилы, определенный свинцово-изотопным методом, равен 270 млн. лет (по  $Pb^{208}/Th$ ).

Массив Ортау прорывает эффузивную толщу среднего и нижнего девона. Данные о верхней возрастной границе отсутствуют. По Л. В. Комлеву, Ортауский массив представляет собой многофазную (? — Г. А.) интрузию аляскитовых гранитов. В его строении принимают участие крупно-, средне- и мелкозернистые граниты, гранит-порфиры и аплиты. Господствующее развитие имеют крупно- и среднезернистые граниты. Остается неясным, что в данном случае понимается под термином «аляскитовые граниты», и если они имеются в сложном массиве Ортау, то в каком соотношении они находятся с собственно гранитами массива?

Возраст монацита из делювия крупнозернистого гранита в южной части массива по  $Pb^{208}/Th = 253$  млн. лет и по  $Pb^{206}/U = 263$  млн. лет.

По В. К. Моничу (21), возраст мусковита из пегматитовой жилы в аплитовидных гранитах массива Ортау равен 250 млн. лет. Массив Ортау, представляющий многофазную интрузию светлых биотитовых и аляскитовых гранитов, считается, по В. К. Моничу (21), позднегерцинским (пермским).

В статье Л. В. Комлева, М. С. Филиппова и других (24) приводятся возрастные данные по аргоновому методу для гранитов Бектау-ата. Они колеблются от 246 до 316 млн. лет. По биотиту возраст трех проб дал цифры 310, 280 и 310 млн. лет.

Интересно отметить, что для двух проб (24, табл. 1)  $^{137}/_{56}$  и  $^{147}/_{56}$  биотит показал меньшую цифру возраста, чем валовая проба гранита, из которой он был выделен. Определение возраста блонстрандина свинцово-изотопным методом из пегматитовых жил южных отрогов г. Сары-Кульджи дало 295 млн. лет.

Возраст монацита из алювия, происходящего, по Л. В. Комлеву, также из пегматитов г. Сары-Кульджи, оказался равным 262 млн. лет ( $Pb^{208}/Th$ ).

Все рассмотренные данные отчетливо свидетельствуют об определенном сходстве развития герцинского магматизма Казахстана с таковым же для других районов СССР.

Редкометальная минерализация, судя по свинцово-изотопным данным для монацитов, имеет возраст в пределах 270—280 млн. лет, и это близко к данным для других районов.

Но  $K-Ar$ -метод по слюдам, да и по валовым породам для перечисленных пермских интрузивов показывает значительный разброс цифр. Не исключена вероятность того, что возраст, измеряемый по биотитам и дающий цифры порядка 320 млн. лет, характеризует карбоновый этап развития сложных массивов акчатауского типа, которые, судя по имеющимся описаниям, вряд ли образовались в результате одноактного внедрения аляскитовой магмы.

Во многих случаях датировемые массивы являются многофазными (например, по В. К. Моничу, интрузия Батыстау, а также Жуанконур, Бектау-ата, Аршалы и т. д.). В таких случаях можно задаться вопросом, возраст какого этапа магматизма и формирования этих массивов датируется при определении по биотиту той или иной породы?

В частности, когда В. К. Монич и другие (21), наряду с данными по биотиту в 270—280 и 300 млн. лет (Аршалы, Батыстау), приводит и такие цифры (одна-две), как 366 млн. лет (Аршалы) и 357 млн. лет (Жуанконур), можно спросить, не отвечают ли такие отличающиеся почти на 100 млн. лет цифры более древнему (девонскому) этапу гранитного магматизма?

В связи с известной неопределенностью реального соотношения разновозрастных гранитоидов, образующих сложные многофазные массивы позднегерцинских (лейкократовых, обычно редкометальных) гранитов, целесообразно также рассмотреть имеющиеся данные по гранитоидам, относимым казахстанскими геологами к разным разделам карбона.

В обобщающей статье К. И. Сатпаева, В. К. Монича и других (40) верхний карбон характеризуется, во-первых, цифрой 310 млн. лет, определенной по породам колдарской свиты, и, во-вторых, цифрой 325 млн. лет, представляющей среднее из возраста 15 биотитов Калдырминского массива (Коксу, Сары-Чабын и другие).

Гранитоиды Калдырминского комплекса прорывают средний карбон и встречаются в виде гальки в отложениях нижней перми, а также прорываются аляскитовыми гранитами пермского возраста.

В работе В. К. Монича и других (21) приводится ряд цифр по интрузиям верхнего карбона — Колдарский комплекс — адамеллит по породе дал 334 млн. лет, кварцевый диорит по биотиту — по породе — 285 млн. лет, по калиевому полевоому шпату — 277 млн. лет.

К этому же комплексу относится Западно-Базарский массив, биотит из которого имеет возраст 326 млн. лет, и Нарынский массив с возрастом по биотиту 318, 326 млн. лет, а по породе 286 млн. лет. В работе Л. В. Комлева и других (23) для слюды из гранитоидов Калдырминского пояса (не массив! — Г. А.) приводятся цифры 330, 340, 350, 360 и 440 млн. лет.

Для обоснования абсолютного датирования среднего карбона в работе К. И. Сатпаева и других (40) указывается цифра 330 млн. лет для керегетасской свиты. Гранодиориты Топарского комплекса прорваны верхнекарбовыми гранитами Калдырминского массива. Интрузии Джунгарского Алатау, прорывающие нижнекарбовые отложения, дают цифру 355 млн. лет как среднее из данных по семи биотитам.

В работе В. К. Монича и других (21, стр. 42) саякские граниты относятся к среднему карбону, их возраст по нескольким пробам биотита: 352, 310, 320 и 330 млн. лет.

К среднему карбону в той же работе (21) относятся гранодиориты из Шетского Койтаса: 1) гранодиорит валовой № 544 дал цифру 276 млн. лет, биотит из него 247 млн. лет, 2) биотит из лейкократового биотитового гранодиорита № 1258 дал цифру 370 млн. лет. Имея в виду последнюю цифру, В. К. Монич и его соавторы пишут: «Полученное значение возраста 370 млн. лет — точно совпадает с ранее полученным для другого гранодиоритового массива Жуанконур». При этом имеются в виду данные Л. В. Комлева 1960 г. (23), где возраст гранодиоритов Южного Жуанконура определен в 360 млн. лет. Расхождения возраста двух биотитов (247 и 370 млн. лет), приведенных в таблице для Шетского Койтаса, в тексте необъясняются. В тексте (стр. 44) указывается только, что цифра 370, вероятно, завышена и возраст этого гранодиорита скорее приближается к возрасту саякского гранодиорита — 352 млн. лет. По данным лаборатории ИГЕМ АН СССР, возраст слюд из гранитоидов массива Жуанконур оказался равным 300, 288, 300 и 284 млн. лет, возраст калинатриевого полевого шпата — 270 млн. лет (биотит из той же пробы — 300 млн. лет).

Массив Аршалы В. К. Монич и другие (21) относят к нижне- или среднекарбовым интрузиям.

Биотит из гранита этого массива дал цифры 366, 300 и 285 млн. лет, а валовые пробы — 292 и 277 млн. лет. Предполагается (21, стр. 45), что цифра 366 отвечает свежему граниту, а 285 и 300 для биотитов, метасоматически измененных, хотя в обр. Б-337, давшем цифру 285 млн. лет, содержание калия превышает содержание калия в биотите Б-39, показавшем возраст 366 млн. лет. По данным лаборатории ИГЕМ, возраст биотита массива Аршалы — 300 млн. лет ( $K=7,07\%$ ), а полевого шпата — 277 млн. лет.

К раннегерцинским (нижнекарбовым!) В. К. Монич и другие (21) относят Аксоранский массив. Он прорывает верхний девон и прорывается посленижнекарбовыми гранитными интрузиями (21, стр. 35). Проба М-1 биотита из гранодиорита Аксоранского массива имеет возраст 326 млн. лет; проба М-3 биотита — 306 млн. лет и проба 760а (гранита) — 330 млн. лет.

Сопоставляя данные по разным массивам, сведенные в табл. 14, с данными по возрасту гранитоидных комплексов для разных разделов карбона, приведенных в табл. 15, приходится констатировать сложность современного состояния датирования гранитоидов герцинского магматизма в Казахстане.

Определения по биотиту дают тождественные цифры порядка 325 млн. лет для интрузий, относимых к нижнему и к верхнему карбону. Среднекарбовые интрузии по биотиту дают два порядка цифр — 360 и 300 млн. лет (из 9 цифр) в крайних пределах — 370 млн. лет (Шетский Койтас) и 285 млн. лет (Аршалы). Относимые к позднегерцинским (пермским) интрузии по слюдам дают цифры, колеблющиеся около 290 млн. лет, с крайними пределами 320 (Бектау-ата) и 277 млн. лет (Батыстау). Имеется также цифра 250 млн. лет для массива Ортау, но она характеризует не граниты, а более позднюю мусковитовую жилку.

Интересно отметить, что возраст пород по калиевому полевому шпату и по породе в целом более устойчив. Средняя цифра из семи определений калиевого полевого шпата равна 270 млн. лет с отклонениями до 288 и 260 млн. лет.

Для интрузий, отнесенных В. К. Моничем и другими (21) к различным разделам карбона, возраст пород в целом или по полевому шпату достаточно близок к возрасту полевошпатовой части пермских интрузий.

Возвращаясь к пермским интрузиям, отметим, что возраст связанных с ними монацита и браннерита в среднем по восьми определениям равен 277 млн. лет (по отношению  $Pb^{208}/Th$ ), а если учесть две отклоняющиеся цифры для Акчатау (Комлев, 1957) — 328 и 330 млн. лет, то среднее увеличится до 287 млн. лет.

Эти средние данные (277 и 287 млн. лет) близки к средним цифрам по биотиту (290 млн. лет) и по калиевому полевому шпату (270 млн. лет) для тех же интрузий. Если учесть  $U-Pb$ -цифры для уранинита, связанного с дартмурским типом гранитов (Дж. Л. Калп) и другие известные данные, то возраст лейкократовых интрузий (послесреднекарбонных, но доверхнепермских) Казахстана не будет особо отличаться от других аналогичных интрузий СССР и Западной Европы, по определению возраста которых граница карбона и перми может датироваться цифрой 275 млн. лет (по шкале Дж. Л. Калпа 1961 г. — 280 млн. лет).

Исходя из всего приведенного, расчленение магматических пород Казахстана на разновозрастные серии, с определенным геологическим положением, с выделением во времени и пространстве отдельных этапов эволюции конкретных массивов представляется трудной задачей и, несомненно, требует дополнительных исследований.

Поэтому в настоящее время преждевременно говорить об особой геохронологической шкале для территории Казахстана или по имеющимся казахстанским данным вводить поправки в геохронологическую шкалу.

Для окончательного решения вопроса об особой геохронологической шкале для Казахстана необходимо проведение тщательных геолого-петрографо-стратиграфических исследований в области специально выбранных опорных точек и параллельное определение в ряде лабораторий и разными методами проб, характеризующих эти реперные точки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород  $K-Ag$ -методом. Изв. АН АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.
2. Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.
3. Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
4. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Н., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. В кн. «Международ. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3». Изд-во АН СССР, 1960.
5. Афанасьев Г. Д., Шанин Л. Л., Гольцман Ю. В., Носкова В. Г. О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
6. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.
7. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. Случай неравновесных отношений  $Ag$  и  $K$  в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1963.
8. Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 148, № 2, 1963.
9. Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л.  $K-Ag$ -возраст верхнетретичных изверженных пород. Докл. на XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста при ОГГН АН СССР 1963.
10. Афанасьев Г. Д., Беликов Б. П., Воларович М. П., Залесский Б. В. О физических свойствах некоторых горных пород Индии и Цейлона и их абсолютном возрасте. Докл. на XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста ОГГН, 1963.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени (по материалам Армянской ССР). Тр. XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста ОГГН, 1963.

12. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Некоторые опорные определения абсолютного возраста (к мировой геохронологической шкале). Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960.
13. Вялов О. С. и др. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37, вып. 5, 1962.
14. Гаррис М. А. Материалы к геохронологической шкале СССР, выраженной в абсолютном летоисчислении. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
15. Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Закирова Ф. С. Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
16. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным К—Аг-возраста). Докл. на XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций ОГГН, 1963.
17. Гендлер В. Е., Семенова Т. П. Геохронологические исследования гранитоидов Тарбагатай по данным аргонового метода. В кн. «Тр. X сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1962.
18. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
19. Едигарян З. П. Литология нижнетриасовых отложений Северо-Западного Кавказа. В кн. «Геология Центр. и Зап. Кавказа», т. 3. Гостоптехиздат, 1960.
20. Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Замятин Н. И. Абсолютный возраст анортитовых гранит-порфиров из Тениз-Куржункульской мульды (Центр. Казахстан). В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
21. Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. Бюлл. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций, вып. IV, 1961.
22. Иванов А. И., Монич В. К., Старов В. И. Абсолютный возраст интрузивных комплексов Занайского Алатау и Кандыктаса. В кн. «Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций», 1963.
23. Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. Абсолютный возраст группы герцинских гранитовых плутонов Центрального Казахстана. В кн. «Тр. VII сес. комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
24. Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. и Савоненков В. Г. Возраст гранитной интрузии Бектау-ата в Северном Прибалхашье (Центр. Казахстан). В кн. «Тр. VII сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
25. Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С., Зыков С. И., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. и Филиппов М. С. О возрасте некоторых редкометалльных гранитных интрузий Центрального Казахстана. Геохимия, № 8, 1957.
26. Комлев Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Опред. абсол. возраста дочетвертичных формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
27. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд. иностр. лит., 1954.
28. Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и М. Лаба. В сб. «Геология Центр. и Зап. Кавказа». Гостоптехиздат, 1962.
29. Малеев Е. Ф. О двухъярусном строении Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды (Закарпатье). Докл. АН СССР, т. 148, № 5, 1963.
30. Овчинников Л. Н. Уральские материалы к абсолютной геохронологической шкале. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
31. Овчинников Л. Н., Панова М. В., Дунаев В. А. Сопоставление абсолютного возраста палеозойских эффузивов Урала с биостратиграфическими данными. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
32. Овчинников Л. Н., Панова М. В., Шингарева Ф. Л. Абсолютный возраст некоторых геологических образований Венгрии. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
33. Полевая Н. И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
34. Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спрингсон В. Д., Казачков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3». Изд-во АН СССР, 1960.

35. Робинсон В. Н. Геохронологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол. объедин., вып. 226, 1932.
36. Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Сев.-Вост. Прибалхашья. В кн. «Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1963.
37. Рубинштейн М. М. Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. В кн. «Тр. V сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1958.
38. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я. Необходимость унификации значения констант радиоактивного распада  $K^{40}$ , используемых при расчете абсолютного возраста. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1962.
39. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я., Григорьев И. Г., Лашхи Б. А., Узнадзе А. Л., Чиквиадзе Б. Г. К вопросу о составлении абсолютной геохронологической шкалы. В кн. «Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1961.
40. Сатпаев К. И., Мониц В. К., Иванов А. И., Ляпичев Т. Ф., Семенова Т. П. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3 (54), 1963.
41. Соболев Р. Н. и Емельяненко П. Ф. Возраст интрузий гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия. Сов. геология, № 62, 1957.
42. Студеникова З. В., Кнорре Г. О. О возрасте гранитов Северного Кавказа. Геохимия, № 7, 1957.
43. Фирсов Л. В. Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1963.
44. Хамрабаев И. Х., Аскарров Ф. А., Магдиев Р. А. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом. В кн. «Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1963.
45. Эристави М. С. Нижний мел Кавказа и Крыма. Монография АН ГрузССР, № 10, 1960.
46. Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L. a. Tilton G. K. Radioactive ages of micas from granitic rocks by the Rb—Sr and K—Ar methods. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 39, 1958.
47. Baadsgaard H., Lipson J. a. Folinsbee R. E. The leakage of radiogenic argon from sanidine. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 25, No. 2, 1961.
48. Clark D. L. U—Pb-age determination and upper devonian biostratigraphy. Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, No. 1, 1961.
49. Cobb J. C. Dating of black shales. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961
50. Cobb J. C. a. Kulp J. L. U—Pb-age of the Chattanooga shale. Bul. Geol. Soc. America, vol. 71, No. 2, 1960.
51. Frickson G. P., Kulp J. L. Potassium-argon measurement on the Palisades Sill, New Jersey. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
52. Evernden J. F., Curtis O. H., Obradovich J., Kistler R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 23, No. 1/2, 1961.
53. Harley P. M., Boucot A. J., Alber A. L., Faul H., Pinson W. H., Jr., Fairbairn H. W. Minimum age of the Lower Devonian slate near Jackman, Main. Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, 1959.
54. Holmes A. A revised geological time-scale. Trans. Edinburgh Geol. Soc., vol. 17, No. 3, 1960.
55. Gilletti B. J., Gast P. W. Absolute age of pre-Cambrian rocks in Wyoming and Montana. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
56. Kulp J. L. The geological time-scale. Rep. Internat. Geol. Congr., Norden. Ph III. Pre-Quaternary absolute age determination. Copenhagen, 1960.
57. Kulp J. L. Geological time-scale. Science, vol. 133, No. 3459, 1961.
58. Kulp J. L. Potassium-argon dating of volcanic rocks. Bull. volcanol., t. XXVI, 1963.
59. Kulp J. L., Long L. E., Giffin C. E., Mills A. A., Lambert R. St. J., Gilletti B. J. a. Webster R. K. Potassium-argon and rubidium-strontium ages of some granites from Britain and Eire. Nature, vol. 185, 1960.
60. Lambert R. St. J. a. Mills A. A. Some critical points for the paleozoic time-scale from British Isles. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
61. Faul H. Some paleozoic dates in Maine, western Europe and Southern United States. Ann. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
62. Faul H. Geological Time-scale. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, No. 5, 1960.
63. Faul H., Stern T. W., Thomas H. H. a. Elmore P. L. D. Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians. Amer. J. Sci., vol. 261, 1963.
64. Folinsbee R. E., Baadsgaard H. a. Lipson J. Potassium-argon time-scale. Internat. Geol. Congr., Pt. III. Pre-Quaternary absolute age determination. Copenhagen, 1960.
65. Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J. Potassium-argon dates of upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.